

Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich)

Von HELMUT HEINISCH, KLAUS SCHMIDT † & HORST SCHUH*

Mit 8 Abbildungen



IGCP PROJECT No 5

Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Kärnten
Gailtalkristallin
Altpaläozoikum
Petrographie
Metamorphose
Tektonik
Periadriatische Linie
Tonalite
Kaledonische Orogenese
Variszische Orogenese

Zusammenfassung

Im ostalpinen Gailtalkristallin wurde der Bereich westlich von Kötschach-Mauthen neu kartiert und petrographisch bearbeitet. Das steilgestellte, tektonisch stark ausgewalzte Kristallin zeigt einen West-Ost-verlaufenden Linsen- und Schuppenbau, der vom Kilometerbereich bis in den Dünnschliffmaßstab verfolgbar ist. Es wurden 3 Haupteinheiten unterschieden:

- die nördliche Granat-Glimmerschiefer-Einheit
- die südliche Granat-Glimmerschiefer- und Staurolith-Gneiss-Einheit
- eine trennende Phyllonit-Zone.

Die nördliche und südliche Einheit unterscheiden sich eindeutig in ihrer Metamorphose- und Deformationsgeschichte. In der nördlichen Einheit lief die Hauptmetamorphose synkinematisch ab und erreichte die höhere Grünschieferfazies (low grade), in der südlichen Einheit lief die Hauptmetamorphose postkinematisch ab und erreichte die hohe Amphibolitfazies (medium grade). Alle Gesteine wurden gemeinsam von einer retrograden Metamorphose unter schwach metamorphen Bedingungen (very low grade) erfaßt, die bereichsweise zu einer starken Diaphthorese der Gesteine führte. Die Anlage der Phyllonit-Zone ist mit dieser Diaphthorese in Zusammenhang zu bringen.

In jede der 3 monotonen Paraserien sind Augengneiszüge eingeschaltet, untergeordnet treten auch Amphibolite auf.

Die Periadriatische Linie führt hauptsächlich im angrenzenden südalpinen Paläozoikum zur Mylonitisierung und beeinflusst den Südrand des Kristallins in relativ geringem Maße. Der Nordrand des Gailtalkristallins zur Permotrias des Drauzuges ist im Arbeitsgebiet immer tektonisch und durch kräftige Kalkdeformationen gekennzeichnet.

Beweise für eine kaledonische Winkeldiskordanz zwischen den verschiedenen hoch metamorphen Gesteinsverbänden konnten nicht gefunden werden. Der Metamorphosesprung zwischen der nördlichen und der südlichen Einheit ist wahrscheinlich mit einem verschleierte variszischen Deckenbau zu erklären.

Für die Entwicklungsgeschichte des Kristallins verbleibt noch ein großer Interpretationsspielraum. Es werden drei alternative Genesemodelle diskutiert, wobei die neu kartierten Tonalitlamellen eine gewisse zeitliche Einengung der Metamorphose- und Deformationsvorgänge zulassen.

Summary

Field mapping and petrographical investigations were carried out in the Eastalpine Gailtalkristallin west of Kötschach-Mauthen. The steeply dipping and tectonically strongly elongated crystalline rocks are composed of west-east striking lenticular units with varying dimensions from several kilometers down to the scale of thin sections. Three main units were distinguished:

- the northern garnet-micashist-unit
- the southern garnet-micashist- and staurolite-gneiss-unit
- a separating phyllonite zone.

The northern and southern unit differ clearly regarding their history of metamorphism and deformation. The main metamorphic phase was synkinematic in the northern unit and reached the upper greenschist facies (low grade), in the southern unit the main metamorphic phase was postkinematic and reached the high amphibolite facies (medium grade). All rocks have undergone together a retrograde metamorphism of very low metamorphic grade which in some zones lead to a strong diaphthoresis. The formation of the phyllonite zone must be seen in context with this diaphthoresis.

Within each of the 3 monotoneous paraseries intercalations of augengneisses occur in a minor scale; also amphibolites were found. The Periadriatic Lineament leads to mylonitisation mainly within the bordering Southalpine Paleozoic and influences the southern border of the crystalline only in a moderate way. The northern border between the Gailtalkristallin and the Permotriassic of Drauzug is always tectonised and shows strong mylonitisation.

No proofs for a Caledonian angular discordance were found between the differently high metamorphic rock units. The hiatus in metamorphism between the northern and southern unit most probably is to be explained by masked Variscan nappe tectonics.

A large scope of interpretation remains for the geological evolution of the crystalline. Three alternative genetical models are discussed whereas the newly found tonalite-layers allow to define a certain time space of metamorphism and deformation.

1. Einführung

Das Gailtalkristallin bildet einen schmalen Ost-West-streichenden Streifen metamorpher Gesteine, der im Norden durch das Permomesozoikum des Drauzuges und im Süden durch die Periadriatische Linie und das südalpine Paläozoikum begrenzt wird (Abb. 1). Es han-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. HELMUT HEINISCH, Prof. Dr. KLAUS SCHMIDT †, Dipl.-Geol. HORST SCHUH, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

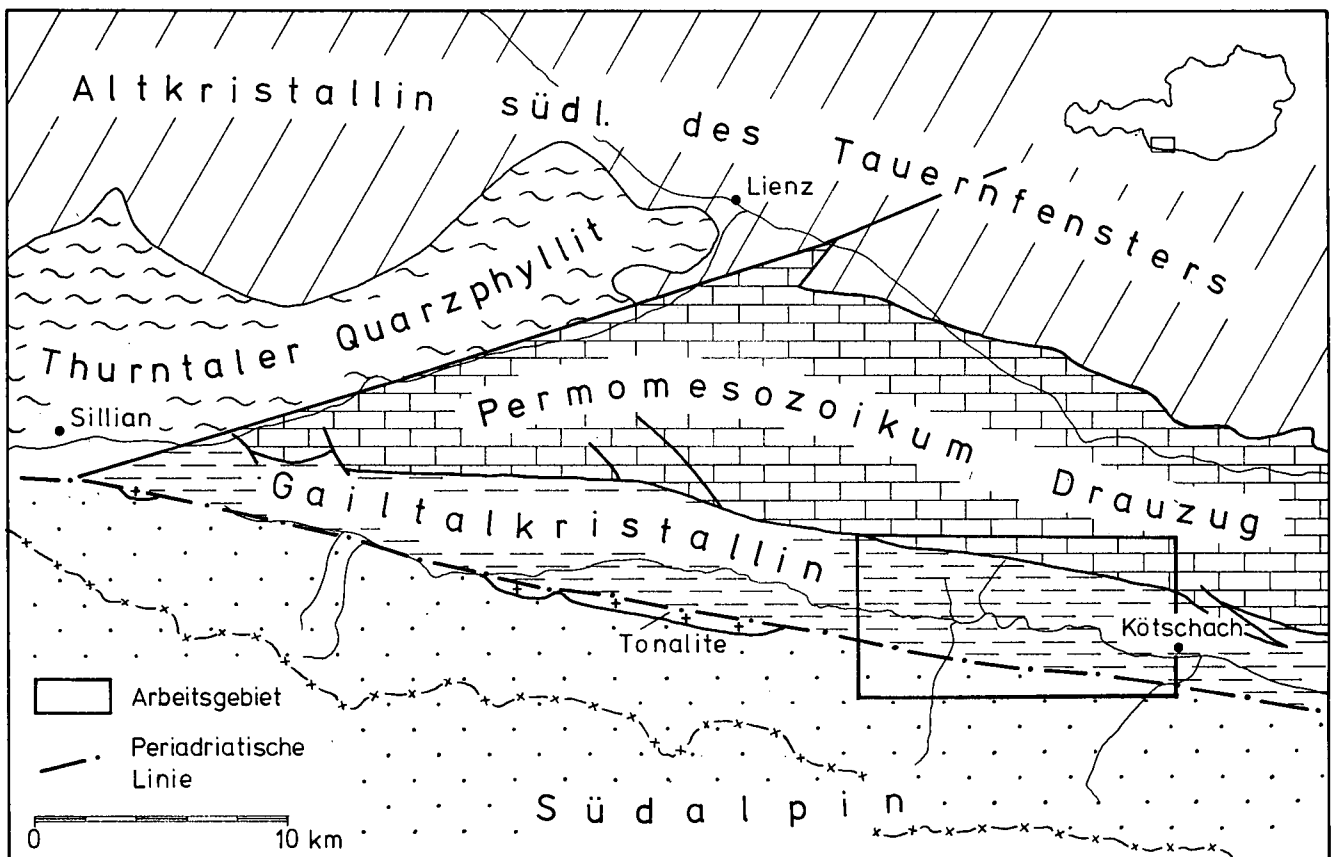


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes im Gailtalkristallin westlich von Kötschach-Mauthen, Österreich.

delt sich um einen tektonisch stark eingeeengten Abschnitt ostalpinen Kristallins. Die Gesteine lassen in ihrem Gefüge sowohl eine mehrphasige Metamorphosegeschichte als auch mehrphasige Deformation erkennen. Wie Arbeiten von GEYER (1898) und HERITSCH (1948, 1957) zeigten, sind verschiedene hoch metamorphe Gesteine am Aufbau dieses Gebietes beteiligt. Neben Staurolith-Granat-Gneisen treten auch Gesteine auf, die im Gelände einen phyllitischen Habitus aufweisen und deshalb als „Gailtalquarzphyllite“ vom „Gailtalkristallin“ im engeren Sinne abgegrenzt wurden. Seitdem in Marmorlagen im Gailtalquarzphyllit bei Hermagor und Nötsch Conodonten gefunden werden konnten, ist die Beteiligung von Altpaläozoikum am Aufbau der Schichtfolge zumindest für die phyllitischen Anteile des Gailtalkristallins gesichert. Die Conodonten machen nach SCHÖNLAUB (1979) ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter der Carbonateinschaltungen wahrscheinlich. Unklar ist nach wie vor die Art des Kontaktes zwischen den verschiedenen hoch metamorphen Einheiten. HERITSCH & PAULITSCH (1958) hatten sehr genaue petrographische Untersuchungen durchgeführt und den Kenntnisstand über die Variationsbreite der Gesteine bedeutend erweitert, lassen jedoch die Frage des Kontaktes zwischen Kristallin- und Quarzphyllitan-teil weitgehend offen.

VISONA (1974) leitete durch die vergleichende Untersuchung von b_0 -Werten ein variszisches Alter der Helliglimmer ab. SASSI et al. (1974) interpretierten die Tatsache eines Metamorphosesprungs im Gailtalkristallin als kaledonische Diskordanz. Nachdem sich im Thurntaler Quarzphyllit diese These als nicht haltbar erwiesen hatte (HEINISCH & SCHMIDT, 1976), war eine detaillierte Untersuchung des fraglichen Gebietes auch im

Gailtal von besonderem Interesse. Die vorliegende Arbeit enthält die Ergebnisse einer Detailkartierung dieser Zone im Maßstab 1 : 10.000 und ausführlicher Dünnschliffuntersuchungen.

Das Arbeitsgebiet liegt im unteren Lesachtal, westlich von Kötschach-Mauthen (Abb. 1). Die extreme Deformation und die mehrphasige Metamorphose machen es schwer, im Handstück echte prograde Phyllite von retrograden Diaphthoriten zu unterscheiden. Es wurden daher in engem Abstand beprobte Dünnschliff-Querprofile durch das Untersuchungsgebiet gelegt.

Um die Frage des Kontaktes zwischen dem hochmetamorphen Kristallin im Westen (Lesachtal) und den stratigraphisch gesicherten paläozoischen Anteilen im Osten (Hermagor, Nötsch) endgültig zu klären, wird derzeit der Gesamtabschnitt neu kartiert und petrographisch untersucht.

2. Lithologische Gliederung des Arbeitsgebietes

Im kartierten Kristallinabschnitt westlich von Kötschach-Mauthen können im wesentlichen 3 verschiedene lithologische Großeinheiten unterschieden werden: eine nördliche Granat-Glimmerschiefer-Serie, eine südliche Granat-Glimmerschiefer- und Staurolith-Gneis-Serie, sowie eine dazwischenliegende, stark durchbewegte Phyllonit-Zone. Die Gesteine streichen generell E-W und zeigen steiles Einfallen nach N oder S. Die genannten 3 Großeinheiten ordnen sich streifenförmig an und laufen in spitzem Winkel auf die etwa ESE-WNW-verlaufende Periadriatische Linie zu (Abb. 2). Die Phyllonit-Zone und die südliche Serie werden im Westen

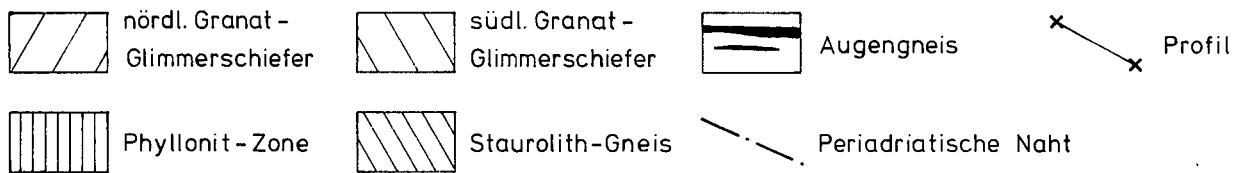
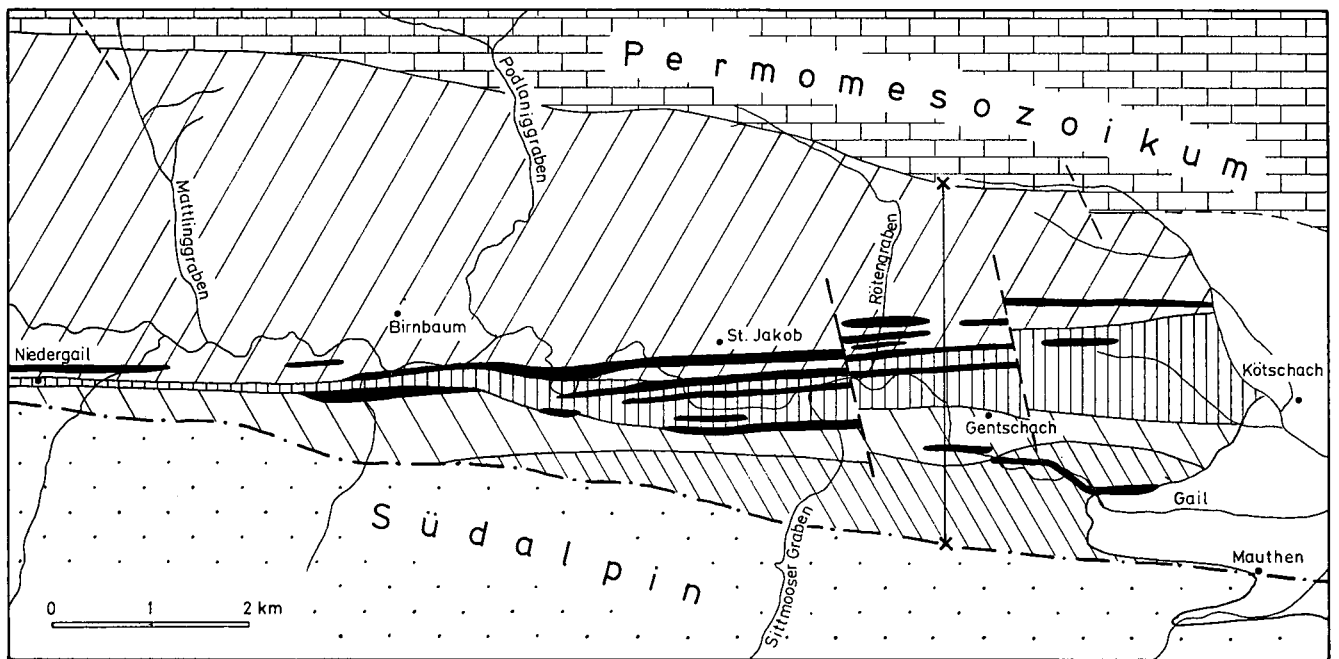


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des Gailtalkrystallins zwischen Niedergail und Kötschach-Mauthen.

von der Periadriatischen Linie gekappt, so daß der Westteil des untersuchten Bereiches fast ausschließlich von der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Serie eingenommen wird.

Im Übergangsbereich zwischen der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Serie und der Phyllonit-Zone treten in größerem Umfang schichtige, konkordant eingelagerte Augengneiszüge und -linsen auf (Abb. 2). Im Bereich des Rötengrabens kann man fünf parallele Züge unterscheiden, deren Zahl sich bis Kötschach im Osten und Niedergail im Westen stark reduziert. Die geometrische Anordnung der verschiedenen Großeinheiten, die Form der Augengneiseinschaltungen und das geringfügige Pendeln der Streichwerte zeigen, daß dieses Kristallinareal aus einzelnen, seitlich auskeilenden, linsigen Gesteinskörpern aufgebaut ist. Größere Faltenstrukturen, wie sie von SCHÖNLAUB (1979) in den Karnischen Alpen beschrieben wurden, fehlen hier. Das tektonische Bild wird von starker schieferungsparalleler Auswalzung der Gesteine und einer späteren Bruchtektonik bestimmt. Wie noch gezeigt wird, ist eine Interpretation der Phyllonit-Zone als verschleierte, möglicherweise variszische Deckengrenze möglich.

Die Grenze zum Drauzugmesozoikum streicht über weite Strecken ca. 100°. Kleine Versätze, Harnischbildungen und eine starke diaphthoritische Überprägung der angrenzenden Glimmerschiefer kennzeichnen sie deutlich als Bewegungshorizont. Außerhalb des Arbeitsgebietes ist das Kristallin teilweise auf das Permo-mesozoikum des Drauzuges aufgeschoben (CORNELIUS-FURLANI, 1955; VAN BEMMELEN, 1957). Östlich von Kötschach-Mauthen ist an diesem Bewegungshorizont eine kräftige Schuppentektonik festzustellen (TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980).

Die Auswirkungen der die Südgrenze des Gailtalkrystallins bildenden Periadriatischen Linie machen sich im Kristallin überraschenderweise erst in unmittelbarer Störungsnähe bemerkbar. Zunächst erscheinen einige dunkle Mylonitbahnen, die durch eingeklemmte Kristallinkeile getrennt werden.

Die jenseits der Periadriatischen Linie folgenden paläozoischen Tonschiefer der Karnischen Alpen sind von der Mylonitisierung an der Periadriatischen Linie viel intensiver betroffen. Der Südrand des Gailtalkrystallins hatte bei den Bewegungen offensichtlich eher die Funktion eines „Hobels“, der randlich von der Mylonitbildung erfaßt wurde.

Im mittleren Lesachtal, wenig westlich des Arbeitsgebietes, sind schmale Späne mesozoischer Gesteine sowie die Lesachtalmasse, ein stark ausgewalzter, mylonitischer Tonalitkörper, an der Periadriatischen Linie eingeklemmt (SASSI & ZANFERRARI, 1973; ZANFERRARI, 1976).

3. Petrographische Ergebnisse

3.1. Nördliche Granat-Glimmerschiefer-Einheit

Die nördliche Granat-Glimmerschiefer-Einheit bildet eine sehr gleichförmige Serie mit einer Variationsbreite von feinkörnigen, hellgrauen Quarziten bis zu quarzarmen, dunkelgrauen, feinblättrig geschiefertem Glimmerschiefern. In diese Serie sind untergeordnet geringmächtige Albitblasten-Schiefer, Carbonat-Chlorit-Schiefer und Amphibolite eingelagert. Lediglich im Westen treten Amphibolite häufiger auf. Unter dem Mikroskop weisen die Glimmerschiefer einen strengen Lagenbau

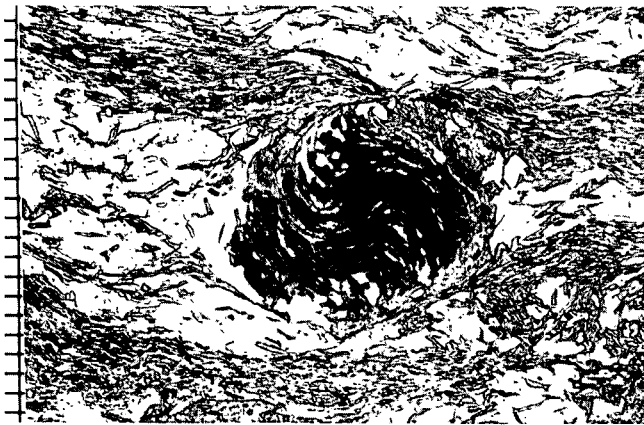


Abb. 3: Synkinematisch rotierter Granat aus der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Einheit, eingebettet in feinkörniges Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Gewebe. Der Granat ist durch die nachfolgende Diaphthorose randlich chloritisiert. Dünnschliff-Foto, einfach polarisiertes Licht, Maßstab-Einheit 0,1 mm.

aus geschieferten Glimmerlagen und Quarzlagen auf. In allen Handstücken tritt Granat auf, der ein um 100° – 220° rotiertes synkinematisches Interngefüge, gefüllt mit Quarz- und Erzkörnern, zeigt (Abb. 3).

Im Untersuchungsgebiet ist für diese Serie eine von Norden nach Süden zunehmende retrograde Überprägung und Durchbewegung charakteristisch, wodurch sich ein kontinuierlicher Übergang zur Phyllonit-Zone einstellt. Die Diaphthorose ist im Osten ausgeprägter als im Westen, da die Gesteine im Osten bereits in großer Entfernung von der Phyllonit-Zone deutliche Anzeichen einer retrograden Überprägung zeigen. Zuerst bewirkt die Diaphthorose lediglich die Bildung retrograder Mineralphasen, vereint mit einer starken Durchbewegung setzt schließlich eine Umgestaltung und Umkristallisation des Gefüges ein (Abb. 4).

Die ältere Hauptmetamorphose der nördlichen Zone kann aufgrund der Minerale Biotit und Granat in den Glimmerschiefern und gemeiner Hornblende in den Amphiboliten in die oberste Grünschieferfazies nach WINKLER (1967) bzw. "almandine-low grade" nach WINKLER (1979) gestellt werden. Die retrograde Metamorphose wird in den Granat-Glimmerschiefern durch das instabile Verhalten der Minerale Biotit und Granat gekennzeichnet (Abb. 3): Biotit wird durch Chlorit verdrängt, wobei der Eisen- und Titangehalt der Biotite als feines Erzpigment im Chlorit erscheint. Granat ist gegenüber der Umbildung resistenter und wird erst stufenweise von außen nach innen durch Chlorit ersetzt. In stark diaphthoritischen Bereichen erinnern lediglich linsige Chlorit-Pseudomorphosen mit eingelagerten Erzkörnern an den ehemals vorhandenen Granat. Die retrograde Umwandlung ist mit einer zunehmenden Chloritblastese gekoppelt.

Anhand der Quarzgefüge läßt sich gut die zunehmende Deformation in den Gesteinen verfolgen. In den gering deformierten nördlichen Granat-Glimmerschiefern wird das granoblastische Quarzgefüge aus annähernd isomorphen Quarzen (Durchmesser 0,2 mm) gebildet. Diese ändern mit steigender Deformation durch Drucklösung das Verhältnis von langer zu kurzer Achse von zuerst 1,4 auf 2 und schließlich auf Werte über 2. Dabei findet eine Einregelung der langen Achse parallel zur Schieferung statt. Die Drucklösung ist an Quarz-Hellglimmer-Kornkontakten besonders stark und führt zur Bildung einer Wechsellagerung von Quarz- und Hellglimmerlagen. Die gelängten Quarze bekommen durch

straininduzierte Grenzflächenwanderung eine suturierte Korngrenze. Diese Suturen, die die Druckrichtung anzeigen, liegen schieferungsparallel. Auf den suturierten Korngrenzen kann eine geringe Neukornbildung mit unregelmäßigen, kleinen (Durchmesser 0,025 mm), strainfreien Körnern einsetzen. Die Undulation geht im Süden des Gebietes in Subkornbildung über. Dieser Prozeß dringt vom Kornmantel der Quarze bei steigender Deformation in das Korninnere vor und bewirkt eine vollständige Polygonisation des Altkornes (WHITE, 1979; WHITE et al., 1980). Diese Entwicklung führt schließlich zur Bildung von un- oder gering deformierten Neuquarzen. So entsteht ein scharfer Gegensatz zwischen den stark deformierten Altquarz-Porphyrklasten und einer Matrix aus Neukörnern.

3.2. Phyllonit-Zone

Die beschriebene Entwicklung der Deformationsgefüge führt schließlich zur Bildung der Phyllonite, in denen jedes Relikt der ehemaligen Glimmerschiefer verschwunden ist. Sie bestehen aus einer feinen Wechsellagerung quarzreicher, feinschuppiger Chlorit-Serizit-Lagen und glimmerarmer Quarzlagen. Im stärker durchbewegten Zentrum der Zone ist dieses lagige Gefüge durch ein richtungsloses Quarz-Serizit-Chlorit-Gewebe ersetzt. Unter den Bedingungen der Diaphthorose ist es neben der Chloritblastese zu einer teilweise recht beachtlichen Turmalinsprossung gekommen. Im Gelände hat das deformierte Gestein mit seiner linsigen, dünnblättrigen, phacoidförmigen Schieferung ein phyllitähnliches Aussehen. Es ist jedoch retrograd durch Diaphthorose aus Glimmerschiefern hervorgegangen.

Das Endergebnis der Um- und Rekristallisation der Quarze ist die Bildung von gleichkörnigen Quarzlagen, die aus 0,05–0,1 mm großen, gering deformierten, polygonalen Quarzen aufgebaut sind. VOLL (1969, 1980) gibt für Subkornbildung und Rekristallisation einen Temperaturbereich von 350° – 450°C an, innerhalb dessen diese beiden Prozesse während der prograden Metamorphose ablaufen sollen. Sicherlich ist dieser Bereich infolge der katalytischen Wirkung einer starken Durchbewegung zu niedrigeren Temperaturen verschoben. Da andere fazieskritische Minerale nicht auftreten, ist eine Zuordnung der retrograden Prozesse in die Quarz-Albit-Chlorit-Serizit-Subfazies der Grünschieferfazies (WINKLER, 1967) bzw. „very low grade“-Metamorphose (WINKLER, 1979) möglich. Die b_0 -Werte der Kalium-Hellglimmer aus der Phyllonit-Zone sprechen für eine Bildung unter diesen Bedingungen (VISONA, 1974). Sie zeigen eine gute Übereinstimmung mit Hellglimmern aus anderen Phyllitgebieten der Ostalpen.

Auch die eingelagerten Augengneise spiegeln die Diaphthorose wieder. Die bereits bei der prograden Regionalmetamorphose der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Serie aufgelösten und umgewandelten Kalifeldspäte (Perthitbildung) unterliegen einer weiteren Granulierung und verschwinden dann im Grundgewebe. Relikte von Schachbrettalbiten, umgeben von rekristallisierten Quarz-Albit-Pflastern, können jedoch stets als Hinweis auf die Edukte solcher Gesteine betrachtet werden. Die stärker deformierten Randbereiche der Augengneiszüge sind im Gelände dann nicht mehr von den Phylloniten zu unterscheiden. Dies gab zu Fehlinterpretationen Anlaß (vgl. Kap. 4). Im Bereich der Phyllonite treten geringmächtige Mylonit-Horizonte auf. Da sie nur eine geringe Quarz-, aber keine Chlorit-, Hellglimmer- und Albit-Rekristallisation aufweisen, müssen sie einer

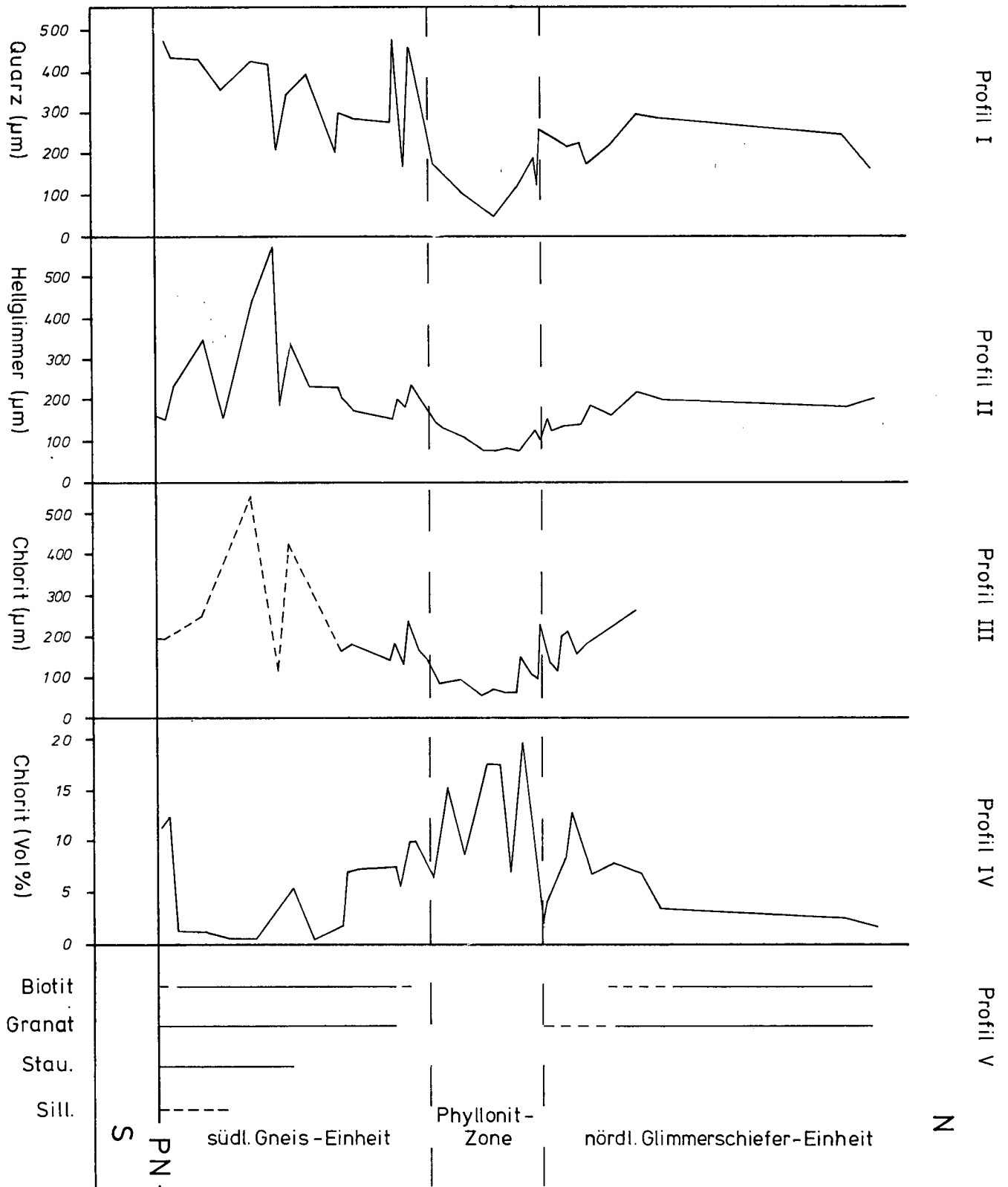


Abb. 4: Dünnschliff-Nord-Süd-Profil durch das Gailtalkristallin; Lage des Profiles siehe Abb. 2. Dargestellt ist die Verbreitung wichtiger Minerale und ihre Korngrößenverteilung innerhalb der abgegrenzten Einheiten auf der Basis von 50 in der Profillinie genommenen Dünnschliffen.

späteren Deformationsphase zugeordnet werden, die in einem höheren Krustenniveau als die Phyllonitisation ablief.

Im Osten des Untersuchungsgebietes wird das Zentrum der Phyllonit-Zone von einem geringmächtigen, hellen, feldspatreichen Tonalitgang markiert. Ebenso ist

im Raum von Kötschach ein dunkler Malchitgang an die Phyllonit-Zone gebunden. Beide Ganggesteine zeigen im Gegensatz zu den umgebenden Gesteinen keine Deformationsspuren. Dies weist auf ihre Platznahme nach der Gefügeprägung der Phyllonite hin.

3.3. Südliche Granat-Glimmerschiefer- und Staurolith-Gneis-Einheit

Aus den Phylloniten entwickeln sich nach Süden Glimmerschiefer, die im Handstück nicht von jenen der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Einheit zu unterscheiden sind. Sie besitzen identischen Mineral- und Modalbestand, zeichnen sich aber mikroskopisch durch eine Kornvergrößerung und ein sperriges Glimmergefüge aus. Im Dünnschliffprofil (Abb. 4) erscheinen wieder Biotit und kurz darauf Granat, beinahe ohne jegliche retrograde Umwandlungserscheinungen. Schließlich tritt noch Staurolith hinzu, und es entsteht so ein grobkörniger, lebhaft gefärbter Granat-Staurolith-Gneis (Abb. 5). Er zeigt im Süden ein Riesenwachstum von Staurolith (bis 5 cm Kantenlänge). Dieser Gneiszug ist durch ein granoblastisches Quarz-Oligoklas-Glimmer-Gefüge mit erheblicher Korngröße aller beteiligten Minerale gekennzeichnet. Neben zwei Generationen von Biotit, Chlorit, Staurolith und Hellglimmer tritt in wenigen Schliffen auch Sillimanit-Fibrolith auf (Abb. 6). Ganz am Südrand des Kristallins erscheinen Plagioklas-Gneise, die infolge ihrer Nähe zur Periadriatischen Linie von kataklastischen Strukturen geprägt sind und deren Plagioklas eine kräftigen Verglimmerung unterzogen wurden.

Als Besonderheit sind isoklinal verfaltete Wechselfolgen von sauren Augengneisen bzw. Schiefergneisen, basischen Amphiboliten und intermediären Lagen zu er-



Abb. 5: Postkinematische Staurolithblasten der südlichen Staurolith-Gneis-Einheit mit Riesenwachstum bis zu 5 cm Länge; Dünnschliff-Foto, einfach polarisiertes Licht, Maßstab-Einheit 0,1 mm.

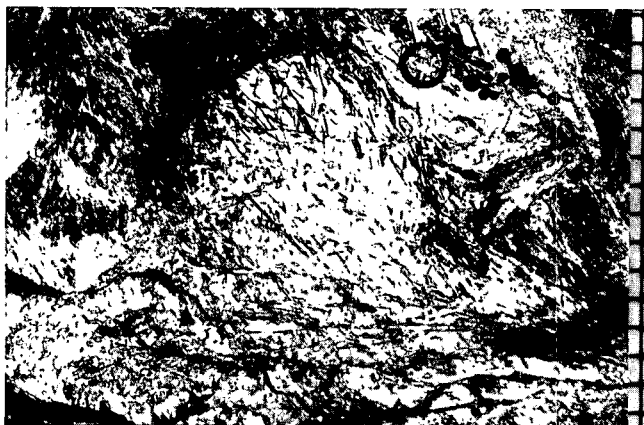


Abb. 6: Biotit-Sillimanit-Fibrolith und in Plagioklas eingewachsene Sillimanitnadeln aus der südlichen Staurolith-Gneis-Einheit; Dünnschliff-Foto, gekreuzte Nicols, Maßstab-Einheit 0,1 mm.

wählen, wie sie z. B. in der Gailschlucht bei Wetzmann anstehen.

Alle Gesteine südlich der Phyllonit-Zone sind, abgesehen von der randlichen Beeinflussung durch die Periadriatische Linie, nur ganz lokal an Internstörungen diaphthoritisch überprägt.

Im Unterschied zur nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Einheit verlief die Hauptmetamorphose hier postkinematisch. Die Gesteine können aufgrund ihres Mineralbestandes der Almandin-Staurolith-Subfazies der Amphibolitfazies (WINKLER, 1967) bzw. des „medium grade“ (WINKLER, 1979) zugeordnet werden. Nicht nur das sporadische Auftreten von Sillimanit sondern auch das Wachstum abnormaler Quarze innerhalb des Quarzgefüges (WILSON, 1973) läßt die Möglichkeit einer bereichsweisen Annäherung an die Sillimanit-Zone zu (WILSON, 1973).

3.4. Zusammenfassende Darstellung der petrographischen Ergebnisse

Wichtig für das Verständnis des geologischen Baus im Gailtalkristallin ist die aus den petrographischen Untersuchungen gewonnene Unterscheidung der 3 beschriebenen Großeinheiten. Alle 3 Bereiche sind mindestens 2-phasig metamorph. Die Auswirkung der zweiten, retrograden Metamorphose konnte mit Hilfe eines Dünnschliffprofils genau untersucht und zusammenfassend dargestellt werden (Abb. 4).

Dieses Profil verläuft in N-S-Richtung etwa in Höhe von Gentschach quer zum Streichen des Gailtalkristallins.

Die stärksten Auswirkungen der Diaphthorese zeigen sich innerhalb des östlichen Abschnittes der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Serie, wo die Phyllonit-Zone am breitesten ist. Die Diaphthorese ist in erster Linie an einer Korngrößenabnahme aller Hauptgemengteile (Quarz, Hellglimmer, Chlorit) zum Zentrum der Phyllonit-Zone hin erkennbar. Damit verbunden ist das Verschwinden der kritischen Minerale Biotit und Granat innerhalb der Phyllonit-Zone und, wie beschrieben, eine kontinuierliche Entwicklung von Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit und Granat in den Randbereichen der angrenzenden Serien. Entsprechend ist auch der Anstieg des Chloritgehaltes ein guter Parameter für die Intensität der Diaphthorese (Abb. 4). Wie bereits erwähnt wurde, ist die südliche Serie (3.3.) von der retrograden Metamorphose weitgehend verschont geblieben. Das Dünnschliffprofil zeigt entsprechend auch die Kornvergrößerung in den südlichen Gneisen. Der Chloritgehalt dieser Gesteine ist extrem gering, außerdem wird Chlorit dort vor allem durch einen prograden Mg-Chlorit repräsentiert.

Aufgrund des Dünnschliffprofils kann klar gefolgert werden, daß die Diaphthorese der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Serie mit der Bildung der Phyllonit-Zone in Verbindung zu bringen ist. Die Phyllonite sind somit retrograd aus ehemals höher metamorphen Gesteinen entstanden und in diesem Abschnitt des Gailtalkristallins nicht als eingefaltete prograde Phyllite und damit schwach-metamorphe Äquivalente des Altpaläozoikums zu interpretieren.

Außerdem ist für die Entwicklungsgeschichte des Gailtalkristallins von Bedeutung, daß die Gesteine nördlich und südlich der Phyllonit-Zone eine unterschiedli-

che Kristallisations- und Deformationsgeschichte erlebt haben. Es handelt sich also nicht um einen ehemals zusammenhängenden Gesteinsverband. Während die Hauptmetamorphose in den nördlichen Granat-Glimmerschiefern synkinematisch und in der obersten Grünschieferfazies abließ, sind die Kristallisationen der südlichen Granat-Glimmerschiefer- und Staurolith-Gneis-Folge eindeutig postkinematisch und der hohen Amphibolitfazies zuzuordnen.

4. Zur Frage einer kaledonischen Diskordanz im Gailtalkristallin

Nach feldgeologischen Befunden und auch nach Messungen von b_0 -Werten an Hellglimmern war durch SASSI et al. (1974), PURTSCHELLER & SASSI (1975) eine kaledonische Diskordanz postuliert worden. Von den genannten Autoren wurden klastische Schiefer (Transgressionsbildungen) teilweise mit Augenstrukturen, an der Basis eines mächtigen Phyllitkomplexes beschrieben, die ein hochmetamorphes Basement überlagern.

Ein Spezialprofil im Rötengraben entlang der Lesachtal-Straße gibt Aufschluß über den fraglichen Bereich (Abb. 7).

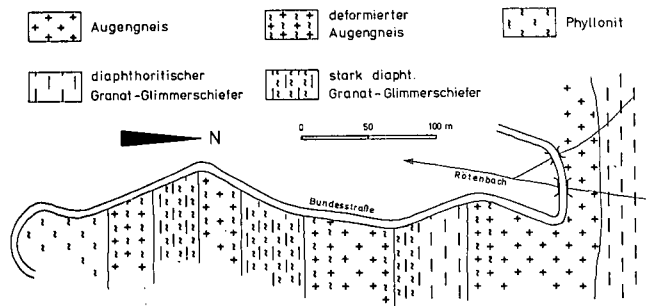


Abb. 7: Aufschlußprofil entlang der Lesachtal-Bundesstraße im Bereich des Rötengraben zwischen Strajach und Gentschach; aufgeschlossen ist der Grenzbereich zwischen nördlicher Granat-Glimmerschiefer-Einheit und der Phyllonit-Zone. Es sind keinerlei Hinweise auf eine kaledonische Winkeldiskordanz bzw. klastische Transgressionsbildungen festzustellen.

In nach Süden zu immer stärker phyllonitisch werdendem, diaphthoritischem Granat-Glimmerschiefer (Nördliche Serie) sind hier 4 Augengneiszüge eingeschaltet, die randlich ebenfalls nach Süden zunehmende Diaphthorese-Erscheinungen zeigen. Bei den fraglichen „Transgressionsschichten“ handelt es sich nach Dünnschliffuntersuchungen mit Sicherheit nicht um klastische Aufarbeitungsprodukte älterer granitoider Gesteine, sondern um einen stark deformierten, im Gelände gebankt erscheinenden Augengneis. Ebenso ist an der bezeichneten Stelle kein Metamorphosesprung zu verzeichnen, sondern eine zunehmende Diaphthorese in der Grenzzone zwischen nördlicher Granat-Glimmerschiefer-Serie und Phyllonit-Zone (Abb. 4). Wie gezeigt wurde, wird durch die Phyllonit-Zone ein tektonischer Kontakt zwischen zwei verschiedenen Kristallineinheiten markiert.

Analog zu den Ergebnissen im Thurntaler Quarzphyllit (HEINISCH & SCHMIDT, 1976) ist daher auch für das Lesachtal festzuhalten, daß bislang keine Beweise für eine kaledonische Diskordanz im Gailtalkristallin existieren.

5. Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Gailtalkristallins

Aus den neuen Geländedaten und den Dünnschliffbefunden läßt sich eine relative zeitliche Ereignisabfolge für die Entwicklungsgeschichte des untersuchten Kristallinstreifens ableiten. Für eine absolute zeitliche Einordnung der einzelnen Deformations- und Kristallisationsphasen muß ein beträchtlicher Interpretationsspielraum verbleiben, da keinerlei radiometrische Altersdaten aus der unmittelbaren Umgebung vorliegen.

In einer stark schematisierten Darstellung werden 3 verschiedene Entwicklungsmodelle gegenübergestellt (Abb. 8).

Da die nördlichen und südlichen Paraserien eine unterschiedliche Entwicklung der Hauptmetamorphose und des Deformationsgefüges aufweisen, muß davon ausgegangen werden, daß beide Einheiten ursprünglich räumlich voneinander getrennt waren.

Beide Abfolgen sind lithologisch relativ monotone, klastische Paraserien größerer Mächtigkeit. Rückschlüsse auf das Sedimentationsalter der Edukte können nur spekulativ und mit Hilfe der allgemein für das ostalpine Altkristallin angewandten lithologischen Vergleiche mit schwachmetamorphen Serien gezogen werden. Nach Meinung verschiedener Autoren beginnt die Sedimentation in den Ostalpen im späten Präkambrium (SATIR & MORTEANI, 1978; BÖGEL et al., 1979), spätestens aber im Kambrium mit mächtigen, monotonen, klastischen Abfolgen. Im Oberkambrium tritt im ostalpinen Kristallin ein starker saurer und basischer, bimodaler Vulkanismus auf (FRANK et al., 1976). Die fortdauernde klastische Sedimentation wird nach der derzeit herrschenden Lehrmeinung im Ordovizium und Silur von anhaltendem basischen Vulkanismus begleitet (MOSTLER, 1971; SCHÖNLAUB, 1979).

Im Oberordovizium wird diese Entwicklung durch das markante Ereignis des sauren, ignimbritischen „Porphyroidvulkanismus“ unterbrochen. Dieser Vulkanismus ist in weiten Teilen der Ost- und Südalpen nachweisbar, an einigen Stellen auch stratigraphisch exakt eingegrenzt (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, 1979) und seine geochemische Variationsbreite ist bekannt (HEINISCH, 1981). Meist erst im oberen Silur und unteren Devon schalten sich in die Klastika karbonatische Sedimente ein (BÖGEL et al., 1979; SCHÖNLAUB, 1979). Für den Ostteil der Gailtalquarzphyllite konnte dieser Sachverhalt ebenfalls durch Conodontenfunde bestätigt werden (SCHÖNLAUB, 1979). Versucht man den fossilereichen Bereich des unteren Lesachtals mit den beschriebenen Serien zu korrelieren, so ist festzuhalten, daß es sich sowohl in der südlichen als auch in der nördlichen Einheit um carbonatfreie Paraserien handelt.

In der südlichen Serie bietet sich für eine lithostratigraphische Interpretation lediglich die isoklinal verfaltete Wechselfolge aus geringmächtigen Augengneisen und Amphiboliten an. Diese wäre möglicherweise mit dem oberkambrischen sauren und basischen Vulkanismus und entsprechenden Gesteinsverbänden in der Gleinalm (FRANK et al., 1976) zu korrelieren. Auch nach geochemischen Daten ist die Deutung der Augengneise als kambrische Metarhyolithe zumindest nicht auszuschließen, wie ein überregionaler statistischer Vergleich zeigte (HEINISCH & SCHMIDT, 1982).

Für die nördliche Serie und die aus ihr hervorgegangene Phyllonit-Zone sind für derartige Überlegungen

ebenfalls nur die eingeschalteten Augengneiszüge anwendbar.

Die Augengneise werden nach wie vor ihrer Genese und ihrem Alter unterschiedlich interpretiert. Einerseits wird eine Verbindung mit den oberordovizischen Porphyroiden hergesellt (TEICH, 1978, 1980), zum anderen ist, wie erwähnt, aber auch nicht auszuschließen, daß es sich um ältere, kambrische Vulkanite handeln könnte. Auch eine plutonische Platznahme mancher Augengneiskörper, insbesondere der grobkörnigen und linsigen Vorkommen, ist in Diskussion. Diese Genese wird beispielsweise von SATIR & MORTEANI (1978) für den Schwazer Augengneis angenommen. Die Problematik der Interpretation von Augengneisdaten wurde von HEINISCH & SCHMIDT (1982) diskutiert. Schließt man sich der Meinung an, daß es sich bei den Augengneisen aus der nördlichen Granat-Glimmerschiefer-Serie um Äquivalente des oberordovizischen sauren Vulkanismus handelt, so wäre damit das Sedimentationsalter dieser Serie mit „Altpaläozoikum“ anzugeben. Einzelne Chloritschiefer- und Amphiboliteinschaltungen wären dann mit dem altpaläozoischen basischen Vulkanismus zu korrelieren. Durch Kartierungen im Bereich zwischen dem Lesachtal und den Conodontenfundpunkten bei Hermagor muß geklärt werden, welcher Anteil des Gailtalkristallins nach dieser Interpretation als metamorphes Altpaläozoikum abzugliedern ist.

Zur Abschätzung des Metamorphosealters der beiden Serien kann man ebenfalls nur überregionale Vergleiche heranziehen, da radiometrische Daten im Untersuchungsgebiet fehlen.

Die Mineralasoziation Staurolith-Almandin-Sillimanit der südlichen Gneise wird im ostalpinen Altkristallin von vielen Autoren (SASSI et al., 1974; SASSI et al., 1975; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; BÖGEL et al., 1979) der mittel- bis hochgradigen kaledonischen Metamorphose zugeordnet. Ein variszisches Alter der Hauptmetamorphose ist aber ebenfalls möglich. Nachdem 2 Generationen von Biotit, Staurolith und Chlorit zu unterscheiden sind, kann auch vermutet werden, daß diese Einheit sowohl kaledonisch als auch variszisch die Bedingungen der höheren Amphibolitfazies erreichte.

Sofern die Interpretation des Sedimentationsalters der nördlichen Serie als altpaläozoisch zutrifft, kommt für die hier synkinematische Hauptmetamorphose nur variszisches Alter in Betracht.

Zu diesem Zeitpunkt lagen die beiden Kristallinteile noch räumlich voneinander entfernt.

Für die tektonische Platznahme der beiden Einheiten sind beim derzeitigen Stand der Daten noch 3 Modelle prinzipiell denkbar (Abb. 8).

Am wahrscheinlichsten ist die Annahme, daß die beiden metamorphen Serien im Zuge einer herzynischen Deckentektonik entlang einer Deckenbahn übereinandergeschoben wurden. In deren Grenzbereich kommt es während der Überschiebung zu einer starken Diaphthorese. Dabei bewirkt die aufsteigende fluide Phase eine besonders intensive Überprägung der hangenden Gesteinsserie. Der ehemals scharfe Kontakt wird durch die Phyllonitisierung und Rekristallisation unter den Bedingungen der sehr schwachen Metamorphose (WINKLER, 1979) verwischt. Ähnliches fordern SA-

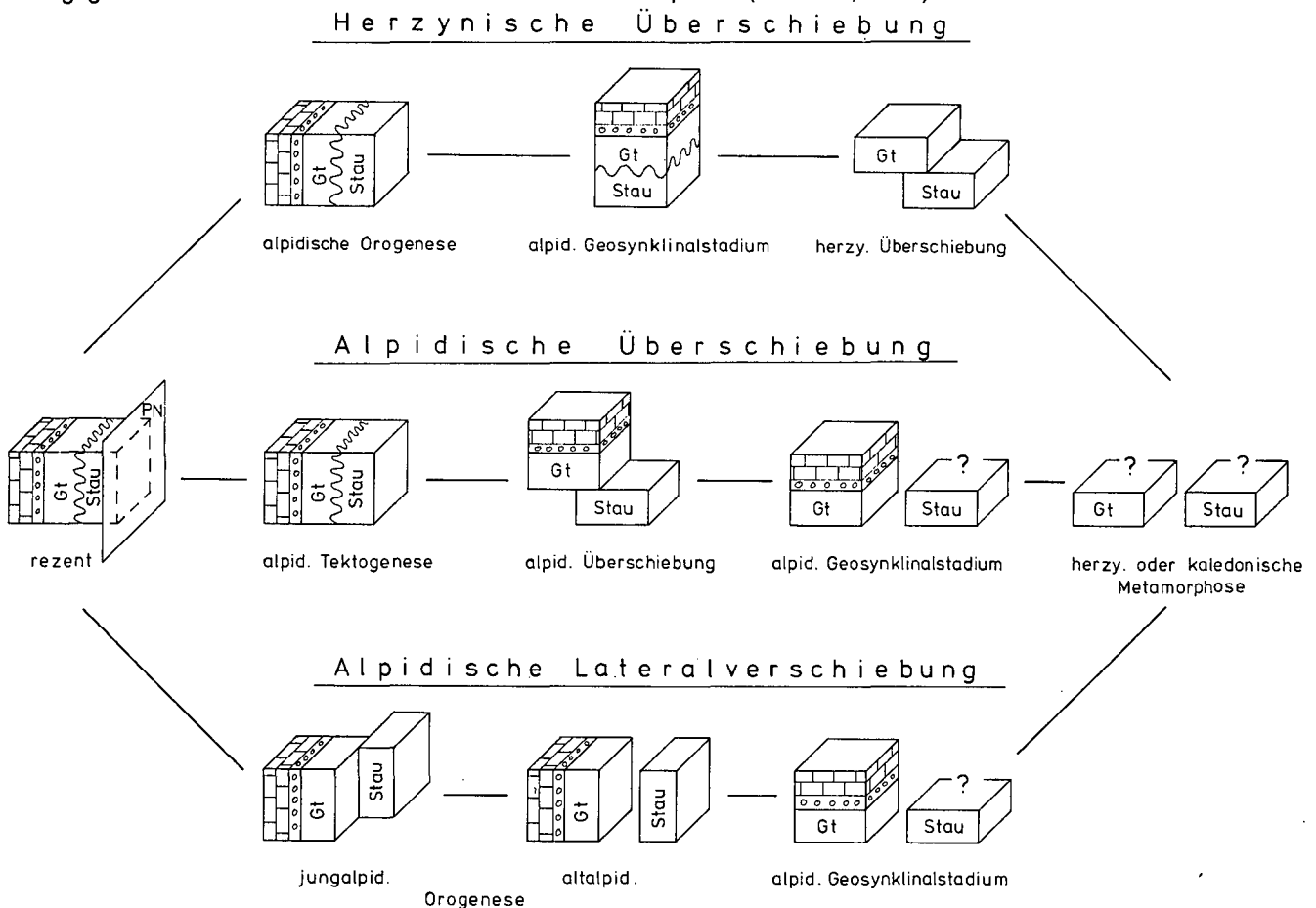


Abb. 8: Modellvorstellungen zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Gailtalkristallins unter Berücksichtigung aller vorhandenen Daten. Eine variszische Anlage der intrakristallinen Hauptbewegungsbahn („Phyllonit-Zone“) erscheint am wahrscheinlichsten.

TIR & MORTEANI (1978) auch für die variszische Überschiebung der Steinkogelschiefer und der Schwazer Augengneise auf den Innsbrucker Quarzphyllit.

Nach diesem Modell hat die Diaphthorese im Gailtalkristallin variszisches Alter. Zur alpidischen Geosynklinalezeit wären die Gesteine bereits in ihrem heutigen Zusammenhang vorgelegen, während der alpidischen Orogenese erfolgte nur noch eine Steilstellung und tektonische Überformung des ehemals transgressiven Kontaktes zwischen Permoskyth und Kristallin sowie die Anlage von eng begrenzten Mylonitbahnen im Zusammenhang mit den Bewegungen an der Periadriatischen Linie. Horizontiert man die Raumlage der Schichtung des Drauzug-Permomesozoikums, so ergibt sich eine Kippung des Kristallinsockels von annähernd 90°. Die Schieferung lag zu Beginn der Sedimentation fast horizontal und hat damit nur eine schwache Winkeldiskordanz zum Permomesozoikum.

Es ist alternativ zur Vorstellung eines verschleierten variszischen Deckenbaus im Gailtalkristallins allerdings auch eine alpidische Platznahme der beiden Einheiten denkbar. Dabei ist zum einen eine Überschiebung der Glimmerschiefer-Serie mit Sedimentdecke während der alpidischen Deckenbewegung (Gosau-Phase) zu erwägen. In diesem Falle wäre die Phyllonit-Zone mit der Grenze Mittelostalpin-Oberostalpin gleichzusetzen und damit die südliche, Stauolith-führende Einheit mit dem mittelostalpinen Altkristallin nördlich des Drauzuges, z. B. der Kreuzeckgruppe, in Verbindung zu bringen. Eine analoge Situation läge dann auch im Bereich des Thurntaler Quarzphyllits vor (HEINISCH & SCHMIDT, 1976), wo allerdings ebenfalls das Alter der Überschiebung unklar ist.

Außerdem könnten die beiden verschiedenen Kristallineinheiten auch erst nach ihrer Steilstellung im Zuge von Lateralbewegungen an der Periadriatischen Linie nebeneinander geraten sein. Hinweise auf beträchtliche Blattverschiebungen längs der Periadriatischen Linie sind vorhanden (BECHSTÄDT, 1978; SCHÖNLAUB, 1979). Auch der Gesamtbau des Kristallins, vom mm-Bereich bis in den Kilometerbereich zusammengesetzt aus steilgestellten, linsigen Körpern, macht diese Interpretation möglich. In beiden Fällen der alpidischen Platznahme müßte eine mögliche hypothetische Triasbedeckung der südlichen Serie tektonisch abgesichert worden sein.

In Abhängigkeit davon, welches der 3 Modelle richtig ist, ändert sich auch die Einschätzung des Alters der Diaphthorese. Durch das Auffinden von Geröllen aus diaphthoritischen Glimmerschiefer in der postvariszischen Transgressionsserie ist belegt, daß variszische Diaphthoresen abgelaufen sind (MOSTLER, 1972). Das schließt aber nicht aus, daß auch alpidisch Diaphthoresen über das Kristallin gegangen sein können.

Aus den permo-skythischen Sedimentgesteinen des westlichen Drauzuges wird nach neuesten Untersuchungen der Illitkristallinität eine Anchimetamorphose mit einer Mindesttemperatur von 270°C und einem Minimaldruck von 1500–2000 bar (5000–7000 m Gesteinsüberlagerung) beschrieben (NIEDERMAYER et al., 1983). Rechnet man noch die Mächtigkeit der die Phyllonite überlagernden Glimmerschiefer hinzu, so läßt sich eine schwache alpidische Metamorphose (Diaphthorese) nicht ausschließen. Insbesondere im Südteil des jetzt steilgestellten, um 90° gekippten Kristallins ist nach diesen Überlegungen auf jeden Fall mit einer alpidischen metamorphen Überprägung zu rechnen, da die Gesamtbreite des Kristallinstreifens 4 km beträgt. So ist zu er-

warten, daß sich im Gailtalkristallin variszische und alpidische Diaphthoresen überlagern. Möglicherweise könnten sogar einige der immer am Südrand des Kristallins zu beobachtenden postkinematischen Mineralblastesen (Chlorit, Magnetit, Biotit, Granat, Stauolith[?]) alpidisches Alter haben.

Die entlang der Periadriatischen Linie, an der Grenze zur Permtrias und an einigen intrakristallinen Störungen zu beobachtenden Kaltdeformationen und Mylonitbildungen sind einer späteren, alpidischen Phase zuzuweisen, da diese Mylonite nicht mehr rekristallisiert sind. Hinweise zur Altersbeziehung zwischen Diaphthorese und Mylonitisierungsvorgängen lassen sich aus den Tonalitlamellen ableiten. Während die Tonalite der Lesachtalmasse unmittelbar an der Periadriatischen Linie stark ausgewalzt und kaltdeformiert sind, konnten innerhalb der Phyllonit-Zone geringmächtige aber gut verfolgbare Tonalitgänge kartiert werden, die kaum Deformationen zeigen. Nimmt man an, daß sämtliche Tonalite oligozänen Alters sind (EXNER, 1976; SASSI & ZANFERRARI, 1973; TOLLMAN, 1977; DEUTSCH, 1981), so lassen sich hiermit die Diaphthoresephasen als vor-oligozän und die Bildung der Mylonitbahnen als post-oligozän eingrenzen.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß es zur vollständigen Aufklärung der Geschichte dieses Kristallinstreifens neben der weiteren Kartierung der Gesamtzone bis zu den fossilbelegten Bereichen hin vor allem dringend radiometrischer Altersdaten bedarf, um die Frage des Alters der Mineralblastesen und auch der einzelnen tektonischen Akte näher einzuengen. Dies wäre für das Verständnis der Kinematik längs der Periadriatischen Linie und ihrer Bedeutung in variszischer und alpidischer Zeit von großem Wert.

Literatur

- BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. — Jb. Geol. B.-A., **121/1**, 1–121, Wien 1978.
- BEMMELEN VAN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) Teil I. — Jb. Geol. B.-A., **100**, 179–212, Wien 1957.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Herzynian and pre-Herzynian Development of the Eastern Alps, Report on a Meeting. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159/1**, 87–112, Stuttgart 1979.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten II. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **164,3**, 131–144, Wien 1955.
- DEUTSCH, A.: K-Ar-Altersbestimmungen an Ganggesteinen des ostalpinen Altkristallins. — (abstract), Schweiz. Min. Petr. Mitt., **61**, 358–360, Zürich 1981.
- EXNER, Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments. — Verh. Geol. B.-A., **1976/1**, 3–64, Wien 1976.
- FLAJS, G & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 257–303, Wien 1976.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. — Tschermarks Miner. Petr. Mitt., **23**, 191–203, Wien 1976.
- GEYER, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. — Jb. K. K. Geol. R.-A., 1897, **47/2**, 295–360, Wien 1898.

- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124/1**, 1–109, Wien 1981.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **65/2**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise der Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982/4**, 211–239, Stuttgart 1982.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 1–20, Stuttgart 1983.
- HERITSCH, H.: Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. – *Mitt. Nat. Ver. Stmk.*, **77/78**, 61–92, Graz 1948.
- HERITSCH, H.: Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht westl. Mauthen. – Ein Beispiel zu Angels Floitit-Umsetzung. – *Mitt. Natw. Ver. Steiermark, Sonderband 1956*, 75–82, Graz 1957.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101** 191–200, Wien 1958.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – *Festband d. Geol. Inst. Univ. Innsbruck*, 507–522, Innsbruck 1971.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 143–149, Wien 1972.
- NIEDERMAYER, J., MULLIS, J., NIEDERMAYER, E. & SCHRAMM, J.-M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol (Österreich). – *Vortrag zur 73. Jahrestagung d. Geol. Vereinigung, Berchtesgaden 1983*.
- OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. – 699 S., Wien (Springer) 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, **22**, 175–199, Wien 1975.
- SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: Sulla presenza di una massa tonalitica lunga la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **92**, 605–620, Rom 1973.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1974**, 421–434, Stuttgart 1974.
- SASSI, F. P., SCHÖNLAUB, H. P. & ZIRPOLI, G.: The pre-Variscan history of the Eastern Alps. – *Österr. Akad. Wiss.*, **3**, 261–277, Wien 1975.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – *Geol. Rdsch.*, **68/1**, 1–40, Stuttgart 1978.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., Wien 1979.
- TEICH, Th.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe–Stubalpe, Steiermark. – *Mitt. Natw. Ver. Steiermark*, **108**, 55–69, Graz 1978.
- TEICH, Th.: Zur Genese der Augengneise im Kristallin des Gailtales von Kärnten. – *Carinthia II*, **170/90**, 103–122, Klagenfurt 1980.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich – Band I*. – 766 S., Wien (F. Deuticke) 1977.
- VISONA, D.: Il significato barometrico delle muscoviti nelle filladi dello Gailtal (Alpi Orientali). – *Stud. Trent. Sc. Nat.*, **51**, 94–104, Trento 1974.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentgesteinen der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei der aufsteigenden Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Habilitationsschrift Technische Uni. Berlin*, 207 S., Berlin 1969.
- VOLL, G.: Deformation, crystallization and recrystallizations. – *The effect of deformation on rocks (International Conference): Appendix 1–10*, Göttingen 1980.
- WHITE, S.: Grain and subgrain size variations across a mylonite zone. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **70**, 193–202, Heidelberg 1979.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **2**, **1/2**, 175–187, Oxford 1980.
- WILSON, C. J. L.: The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. – *Tectonophysics*, **19**, 39–81, Amsterdam 1973.
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. – 5. Aufl. – 348 S., New York (Springer) 1979.
- ZANFERRARI, A.: On the occurrence of a Permo–Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal Linie (Carinthia, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1976**, 109–117, Stuttgart 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. Juni 1983.